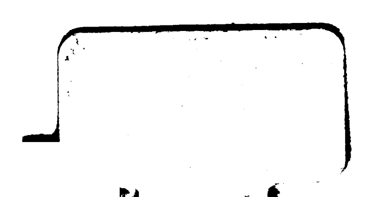






ÜBER DUNITSERPENTIN

AM

GEISSPFADPASS IM OBERWALLIS

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER

HOHEN PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT DER UNIVERSITÄT BASEL

VORGELEGT VON

HEINRICH PREISWERK

AUS BASEL.

BASEL

BUCHDRUCKEREI EMIL BIRKHÄUSER

1901.

Über Dunitserpentin am Geisspfadpass im Oberwallis.

Zwischen Monte Leone und Ofenhorn zieht sich auf der Grenze zwischen der Schweiz und Italien ein hoher Gebirgskamm hin, der wesentlich aus Gneiss aufgebaut ist. Beiderseits der Passhöhe des Geisspfades, der den Gneisskamm durchquerend die Thalschaften Binn und Antigorio verbindet, tritt in engster Verbindung mit dem Gneiss eine gewaltige Serpentinmasse auf. Sie gipfelt in einer Reihe bis 3000 Meter ü. M. ansteigender, auffallend kahler, wild zerrissener Felstürme, die der Umgebung des Passes ein überaus charakteristisches Aussehen verleihen.

Schon lange hat diese merkwürdige Serpentinmasse die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen, ohne dass es jedoch bis jetzt gelang, die Frage bezüglich Entstehung und Alter des Serpentins in befriedigender Weise zu beantworten.

In petrographischer Hinsicht ist zu bemerken, dass in dem geologisch einheitlichen Serpentinmassiv recht verschiedenartig aussehende Gesteine auftreten. Es liess sich daher von der mikroskopischen Untersuchung Aufschluss über die Entstehung des Serpentins und die Zusammensetzung des Gesteins vor Eintritt der Serpentinisierung erhoffen.

Ich unternahm eine genauere Untersuchung des Geisspfadserpentins, indem ich der Anregung von Herrn Professor C. Schmidt folgte, der mich im Sommer 1899 im Felde auf diese Vorkommnisse aufmerksam machte.

Einige Handstücke aus dem Gebiet wurden mir von Herrn Professor C. Schmidt gütigst zur Verfügung gestellt, sodass ich mit den Untersuchungen im Sommer 1900 im Mineralogischen Institut der Universität Heidelberg beginnen konnte. Für die Aufnahmen im Felde verwandte ich die Monate August

und September 1900. Das gesammelte Material wurde im Winter 1900 auf 1901 und im Sommer 1901 im Mineralogischen Institut der Universität Basel verarbeitet.

Es sei mir an dieser Stelle gestattet, Herrn Professor C. Schmidt und Herrn Geheimrat H. Rosenbusch für wertvollen Rat und gütige Hilfe meinen herzlichen Dank auszusprechen. Ebenso bin ich Herrn Professor L. Duparc zu Dank verpflichtet für die zuvorkommende Freundlichkeit, mit der er mir die Originalschliffe zu seiner Arbeit: »Note sur la serpentine de la vallée de Binnen« zur Verfügung gestellt hat.

I. Allgemeine Lagerungsverhältnisse und geologische Natur des Geisspfadserpentins.

Die Gneisskette zwischen Monte Leone und Ofenhorn, in der der Geisspfadserpentin liegt, wird auf beiden Seiten von einem mächtigen Schichtsystem, bestehend aus Dolomiten und Kalkphylliten, begleitet. Dieselben gehören zum System der Bündnerschiefer, mit deren fossilführenden Partien sie in direkter Verbindung stehen. Demnach sind sie als mesozoische Sedimente (Trias und Lias) aufzufassen, die in hochkrystalliner Ausbildung als Granatschiefer, Zoisithornfels, Kalkphyllit etc. den ältern krystallinen Schiefern und Gneissen eingefaltet sind[1]. Die Art dieser Einfaltung in der Umgebung der Leonegneisskette ist auf den Profilen von C. Schmidt dargestellt, die im Jahr 1895 in Zermatt der geologischen Sektion der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft vorlagen[1]. Wir sehen daraus folgendes: Der Gneiss der Monte Leone-Ofenhornkette wird auf der Nordseite, in der Umgebung des Binnenthals durch eine breite, sehr steile Mulde von Dolomit und Kalkphyllit concordant überlagert. Auf der Südseite, bei den Alpen Devero und Veglia schiessen Dolomit und Kalkphyllit mit schwacher Neigung concordant unter die Gneissbänke ein. Diese flache Lagerung hängt damit zusammen, dass hier die mesozoischen Sedimente in äusserst komplizierter Weise mit dem Gneiss verfaltet und in schmale, flachliegende Mulden ausgezogen sind. Dass auch der Leone-

[1] Vergleiche C. Schmidt, Géologie du massif du Simplon. Archives des Sciences phys. et nat. Genève 1895.

gneiss teilweise diesen verwickelten Faltungsprozess mitmachte, ist in Profil Nr. 6 (von C. Schmidt) aus den schmalen Kalkphyllitmulden zu erkennen, die am Bortelhorn etc. in die höher gelegenen Teile der Gneisskette eindringen.

Für die Frage nach der geologischen Natur des Geisspfadserpentins ist bedeutsam, dass gerade die Bündnerschiefer im allgemeinen die eigentliche Heimat der verschiedenartigen »Grünsteine«: der Hornblende- und Chloritschiefer, der Prasinite und namentlich auch der Serpentine und Talkgesteine sind. Ich möchte in dieser Beziehung auf folgenden Erfahrungssatz Bernhard Studers[1]) hinweisen: »Die nähere Beziehung des Serpentins zum grauen Schiefer ist bei einer allgemeinen Übersicht unserer Alpen unverkennbar. Gneiss und Glimmerschiefer scheinen beinah abstossend auf ihn zu wirken«. Speziell im Kalkphyllit des Binnenthales, in nächster Nähe des Geisspfades, finden sich ziemlich ausgedehnte Lager von Prasiniten, sowie auch eine Linse von Talkgestein. Eine grosse Serpentinmasse ist dem Kalkphyllit bei Visp, also der direkten Fortsetzung der Binnenthaler Mulde eingelagert. Es liegt daher nahe anzunehmen, dass auch der Geisspfadserpentin mit dem Kalkphyllite in Beziehung stehe.

Bernhard Studer[2]), der den Lagerungsverhältnissen des Geisspfadserpentins eine kurze Besprechung widmet, diskutiert schon die zwei Möglichkeiten, ihn in Verbindung zu bringen entweder mit dem »Flysch« (womit Studer die Kalkphyllite bezeichnet) oder mit den ältern krystallinen Schiefern im Rhonethal. Im erstern Falle wäre er analog den »Grünsteinen« der Bündnerschiefer, im zweiten Falle müssten wir ihn als ein Äquivalent der den Gneissen zugehörigen Topfsteine auffassen. Studer lässt die Frage offen, neigt aber mehr zur ersten Auffassung und spricht die Vermutung aus, dass der Serpentin in direktem Zusammenhang stehe mit Kalkschiefern, die in flacher Lagerung in den obern Partien des Cherbadung sich finden.

---

[1]) B. Studer, Geologie der Schweiz. Bd. II, pag. 320.

[2]) B. Studer, Mémoire géologique sur la masse des montagnes entre la route du Simplon et celle du St. Gotthard; Mém. de la soc. géol. de France 2 sér., t. 1, p. 322, 1844.

H. Gerlach[1]) erwähnt den Geisspfadserpentin zusammen mit den Serpentinen des »Kalkschieferterrain« der »jüngeren metamorphischen Schieferbildung«, ohne sich weiter darüber auszusprechen.

Auf der geologischen Übersichtskarte der Schweiz in 1 : 500000 (1894) hat C. Schmidt den Serpentin des Geisspfades nicht zu den mesozoischen Grünsteinen und Serpentinen der Bündnerschiefer gerechnet, sondern als ältern Serpentin der Gneissformation bezeichnet. Später jedoch[2]) nach weitern Beobachtungen spricht er sich dahin aus, dass der Serpentin sehr wahrscheinlich zum System der schistes lustrés (Bündnerschiefer) gehöre.

Die Studerische Fragestellung hinsichtlich der geologischen Natur des Serpertins muss demnach auch heute in den Vordergrund gestellt werden. Wir können sie gemäss den heutigen Anschauungen folgendermassen formulieren: Gehört der Serpentin des Geisspfades zu den mesozoischen Sedimenten, den Kalkphylliten und ist er aus dem Verband mit denselben etwa durch gebirgsbildende Vorgänge losgetrennt und ähnlich wie Triasdolomit und Bündnerschiefer in den Gneiss hineingefaltet worden, oder aber befindet sich der Serpentin noch in ursprünglichem Verband mit dem Gneiss? Mit andern Worten, ist sein Kontakt mit dem Gneiss primär oder sekundär dynamisch?

II. Spezielle Lagerungsverhältnisse.

Die Hauptmasse des Serpentins, aus der der wilde Felskamm vom Fleschenhorn bis zum Pzo. Fizzo (Punkt 2742)[3]) in einer Länge von mindestens 5 Kilometern aufgebaut ist, tritt an ihrer ganzen Peripherie, soweit dieselbe untersucht werden konnte, nur mit Gneiss in Berührung. Zur Erläuterung der gegenseitigen Lagerungsverhältnisse von Serpentin und Gneiss lege ich vier Profile bei, die von Osten nach Westen fortschreitend die instruktivsten Durchschnitte der Kette dar-

[1]) H. Gerlach, Die Penninischen Alpen, Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, Lief. XVII, p. 88.

[2]) C. Schmidt, loco cit. pag. 13. Profil Nr. 4 der Profiltafel.

[3]) Zur topographischen Orientierung verweise ich auf Blatt 498 (Helsenhorn) der topographischen Karte der Schweiz.

stellen. Nr. I bis III sind von Süd nach Nord, Nr. IV von Süd-südost nach Nord-nordwest gelegt. Die gemeinsame Basis ist 1800 Meter über Meer.

Verfolgt man den Kontakt des Nordrandes, der verhältnismässig leicht zugänglich ist, von West nach Ost, so ergiebt sich folgendes: Am westlichsten Ende des Fleschenhorngrates fallen die Gneissschichten, die immer mit der Kontaktfläche parallel verlaufen, mit etwa 65° Neigung nach Osten und Südosten unter den Serpentin ein, bei einem Streichen von N 10° O. Dem Nordabhang des Fleschenhorn und Schwarzhorn (Profil IV und III) entlang dreht sich das Streichen am Kontakt immer mehr nach Osten und ist unterhalb des kleinen Gletschers an der Nordwand des Schwarzhorns N 65° O mit etwas flacherem Südostfallen. Weiter östlich ist der Kontakt durch gewaltige Trümmerhalden verdeckt, tritt aber am Marienbiel in ähnlicher Lage wieder zu Tage und lässt sich im Norden des Zusees und des Geisspfadsees leicht verfolgen bis zu dem Pass, der im Norden des Grampielhorns ins Val Deserta führt. Das Drehen der Streichrichtung hält auf dieser Strecke an. Die Gneissschichten am Kontakt streichen nördlich des Zusees direkt West-Ost, nördlich des Grampielhorns sogar N 60° W. Zugleich mit der Änderung im Streichen stellen sich die Gneissschichten immer steiler. An der Stelle, wo der Fussweg vom Maniboden her die Terrasse der Seen erreicht, stehen sie fast senkrecht (vgl. Profil II). Nördlich vom See herrscht sogar Nordfallen und am Passübergang ins Val Deserta (Punkt 2640) Nordostfallen. Der Gneiss scheint also hier (Profil I), bevor er durch die Erosion entfernt wurde, den Serpentin in grösserer Ausdehnung überlagert zu haben, was auch durch eine später zu besprechende Parallelstruktur im Serpentin wahrscheinlich gemacht wird. Dass jedoch das Nordfallen im Innern des Berges nur kurz anhält, und der Gneiss nach rascher Umbiegung auch hier unter den Serpentin einfällt, erkennt man aus dem Verlauf der gut aufgeschlossenen Gneissschichten in der tiefen Erosionsschlucht des Val Deserta.

Auch am Ostende der Serpentinmasse, wo ausgedehnte Trümmerhalden und steile Felsgehänge den Zugang erschweren, sieht man von weitem dasselbe allseitige Einfallen der Gneissschichten unter den Serpentin.

Am östlichen Südrand des Serpentinmassivs, an den Steilabstürzen ob Devero, zeigt die Kontaktfläche etwa 30° Nordfallen. Sie hat also hier mit den Gneissschichten am Geisspfadsee, auf der Nordseite des Serpentins, gleich gerichtete Neigung und bildet daher in diesem Durchschnitt (Profil I) wenigstens oberflächlich eine isoklinal nordfallende Mulde.

Im Grossen und Ganzen jedoch neigt sich der Gneiss von allen Punkten der Peripherie gegen das Zentrum des Serpentins und bildet dementsprechend unter dem Serpentin eine sowohl quer als längs einsinkende Mulde. Die Kontaktlinie liegt daher in den mittleren Partien bedeutend tiefer als an den Endpunkten. Während der Kontakt am Fleschenhorn bis etwa 2800 Meter über Meer steigt, senkt er sich beim Marienbiel bis unter 2400 Meter, auf der italienischen Seite bis 2100 Meter. Dagegen liegt das Ostende wieder etwa 2500 Meter hoch.

Zugleich zeigt die ganze Serpentinmasse eine nach Norden convex gebogene Gestalt. Dies geht daraus hervor, dass auch die Streichrichtung am Südkontakt eine Drehung erfährt, die im gleichen Sinne wie am Nordkontakt verläuft.

Nach Westen zu, wo der Serpentinkamm sich an die Gebirgsmasse des Cherbadung anlehnt, tritt eine weitere Komplikation der Lagerung ein. Zwischen dem Schwarzhorn-Rothornkamm und dem Rossagletscher wird der Serpentin von einem schmalen Gneisslappen überlagert (Profil II). Im Westen hängt dieser Gneisslappen mit einer ausgedehnten Gneissmasse zusammen, die im Hintergrunde des Rossagletschers in flacher Lagerung die Steilwände des Cherbadung aufbaut. Gegen Norden richten sich die Schichten dieser obern Gneisse auf und bilden mit dem Serpentin des Schwarzhorns eine steile südfallende Kontaktfläche (Profil III).

Der Serpentin im Liegenden des obern Gneisses nimmt gegen Süden an Mächtigkeit ab und verschwindet unter dem Rossagletscher. Es gelang jedoch am untersten Ende des Felsenspornes, der vom Ostabhang des Cherbadung bis mitten in den Rossagletscher vorspringt, noch Serpentin nachzuweisen. Ebenso tritt an der schroffen Südwand des Cherbadung ob der Alpe Buscagna nochmals eine ziemlich bedeutende Serpentinmasse zu Tage. Diese Vorkommnisse stehen sicherlich mit-

einander in direkter Verbindung und bilden unter dem Gneiss des Cherbadung eine zusammenhängende Masse mit dem Serpentin vom Fleschenhorn und Schwarzhorn, wie dies auf Profil III und IV dargestellt ist.

Vom Schwarzhorn zum Fleschenhorn nimmt die Serpentinmasse an Mächtigkeit bedeutend ab. Am Westende des Fleschenhorngrates keilt sie endlich vollständig aus und der obere Gneiss schliesst sich, soweit dies in dem stark vergletscherten Gebiet konstatiert werden kann, mit dem unter dem Serpentin liegenden Gneiss zu einer einheitlichen Gneissmasse zusammen. Ebenso verschwindet der Serpentin der Cherbadungsüdwand nach Westen vollständig. Der Serpentin ist also hier dem Gneiss linsenartig eingelagert.

Der dem Serpentin auflagernde Gneiss enthält einzelne kleine Serpentinlinsen, von denen die zwei bedeutendsten, südlich des Fleschenhorns und auf dem Sattel südlich des Schwarzhorngipfels, auf Profil III und IV eingetragen sind. Ferner sind dem Gneiss zwei gesonderte Kalkphyllitlager eingeschaltet. Das mächtigere dieser Kalkschieferlager, das den Gneiss des Cherbadunggipfels trägt, ist identisch mit dem von Studer erwähnten. Dass der Geisspfadserpentin mit diesem Lager direkt in keinem Zusammenhang steht, ist aus Profil III ersichtlich. Auch von dem schmalern Kalkschieferband ist er stets durch Gneiss getrennt. In direkte Berührung mit dem Kalkschiefer tritt nur die kleine Serpentinlinse südlich des Fleschenhorn (Profil IV).

Ein kleines Serpentin- und Topfsteinvorkommen findet sich in Begleitung von Amphibolit auch im Gipfelgneiss des Cherbadung wenig nördlich der Spitze.

Die Bedeutung dieser Lagerungsverhältnisse für die geologische Stellung des Serpentins soll in den Schlussbemerkungen besprochen werden.

III. Petrographische Beschreibung der Gesteine des Serpentinmassivs.

Durchquert man den Hauptserpentinzug an einer seiner breitern Stellen, so bemerkt man, dass die Gesteinsbeschaffen-

heit einem gewissen Wechsel unterworfen ist, der im Grossen und Ganzen von der Entfernung vom Kontakt abhängt.

Die randlichen Partien, die vom Gneiss an allen aufgeschlossenen Kontaktstellen durch eine dünne Lage von Amphibolgesteinen, stellenweise auch durch Talkgesteine (die sog. Ofensteine) getrennt werden, sind immer schiefrig ausgebildet. Die relativ schmale Fortsetzung der Hauptserpentinlinse gegen den Rossagletscher, sowie die kleinern isolierten Serpentinlinsen bestehen ausschliesslich aus Schieferserpentin, der auch hier meist von Amphibol- und Talkgesteinen begleitet wird.

Die schiefrigen Randpartien lassen sich auch im Landschaftsbilde von den centralen, massigeren Gesteinen unterscheiden. Sie behalten ihre Eigenfarbe an der Oberfläche mehr bei. So ist der Schieferserpentin am Rossagletscher und der an der Südwand des Cherbadung weithin als grüne Bank im Gneiss sichtbar, während die zerklüfteten Felsentürme des Rothorn, Grampielhorn und Pzo. Fizzo, die mehr dem Centrum der Serpentinmasse angehören, intensiv rote Färbung der Oberfläche zeigen.

Mit der Oberflächenfarbe wechselt aber auch die wirkliche Gesteinsfarbe, die da und dort zu Tage kommt, wo frische Felsstürze die roten Felswände anbrechen. Die frischen Trümmer zeigen dann, im Gegensatz zu dem grasgrünen Serpentin der Randzonen, olivengrüne bis graue Farben.

Die Bankung im Serpentin wird vom Rande nach innen stetsfort gröber, ohne indess im Zentrum ganz zu verschwinden. Sie verläuft der jeweils benachbarten Gneisskontaktfläche parallel und gestattet daher eventuell über die Lage dieser Fläche Schlüsse zu ziehen auch dann, wenn der Kontakt selber verdeckt ist oder der Gneiss durch Erosion abgetragen worden ist. Dem entsprechend herrscht in der Kette vom Fleschenhorn bis zum Rothorn südliches Einfallen der Bankung, während sie auf der Passhöhe südlich des Geisspfadsees nach Norden, am Grampielhorn und auf dessen Südostgrat bis nahe zum Pzo. Fizzo nach Nordosten fällt. Dem oben erwähnten Aufbiegen der Gneissschichten im Norden des Geisspfadsees entspricht also auch ein Wechsel im Verlauf der Bankung im Serpentin.

Die überaus mannigfaltigen Gesteinsvarietäten des ganzen Serpentinmassives lassen sich nach den auffälligsten Merk-

malen in einige Gruppen teilen, die im Ganzen von der Mitte gegen den Rand hin zonenförmig angeordnet sind.

1. In den centralen Partien tritt als Hauptmasse ein graugrüner, dunkel gefleckter flasriger Serpentin auf.

Die Flasern verschwinden gelegentlich ganz. Wir erhalten dann den Typus völlig massiger, richtungslos körniger Gesteine.

2. Die peripheren, allgemein durch stärkere Serpentinisierung grasgrün gefärbten Gesteine lassen sich in zwei durch mannigfache Übergänge miteinander verbundene Varietäten einteilen. An der äussersten Peripherie erscheinen eigentliche Blätterserpentine. Eine innere Zone enthält vorwiegend Serpentine, die verschiedenartig zusammengesetzte weisse Flecken besitzen und daher Fleckenserpentine genannt werden mögen. Diese Fleckenserpentine enthalten auch gelegentlich typische Diallagite.

Die nach dem äussern Aussehen aufgestellte Einteilung in zwei Hauptgruppen findet eine Stütze in der mineralogischen Zusammensetzung, die das Mikroskop erschliesst. Die Gesteine der ersten Gruppe zeichnen sich dadurch aus, dass in ihnen Olivin in grössern Mengen nachweisbar ist, während er in den Gesteinen der zweiten Gruppe von Serpentin meist völlig verdrängt ist.

Im folgenden beschreibe ich die Gesteine des eigentlichen Serpentinmassives vom Centrum zur Peripherie fortschreitend unter folgenden Bezeichnungen, entsprechend dem makroskopischen und mikroskopischen Befunde:

1. Richtungslos körnige Dunite.
2. Flasrige Dunite.
3. Fleckenserpentine.
4. Diallagite.
5. Blätterserpentine.

Die Varietäten 1) und 2) finden sich in den centralen Partien der ganzen Serpentinmasse, 3), 4) und 5) bilden hauptsächlich die peripherischen Teile derselben.

1. Richtungslos körnige Dunite.

Am häufigsten trifft man diesen ersten Typus auf der Nordflanke des Grates zwischen Rothorn und Schwarzhorn,

wo die Gesteine auch anstehend konstatiert wurden. Gutes Material davon liefern hauptsächlich die hochgelegenen Trümmerhalden, die vom Grat gegen Marienbiel und den Zusee abstürzen. Diese centrale Lage im Massiv ist mit ein Grund, anzunehmen, dass hier die von der Metamorphose am wenigsten berührten eigentlichen Muttergesteine des Serpentins vorliegen.

Dem blossen Auge erscheinen diese Gesteine als gleichmässige, heller oder dunkler olivengrüne, feinkörnige Massen, seltener mit etwas dunkleren Flecken. Manche Handstücke lassen einen feinen Seidenglanz erkennen.

Das Mikroskop zeigt, dass weitaus die Hauptmasse des Gesteins aus Olivin besteht, den folgende Eigenschaften charakterisieren: Er ist im Dünnschliff ganz farblos und nie krystallographisch begrenzt, sondern bildet rundliche Körner. Die Spaltbarkeit zeigt sich in groben und meist sehr unregelmässig verlaufenden Rissen namentlich dann, wenn der Olivin Spuren dynamischer Deformation aufweist. Diese äussert sich darin, dass der Olivin, gleichwie Quarz im gepressten Granit undulöse Auslöschung zeigt. Gelegentlich werden die einzelnen Lamellen verschiedener Auslöschungsrichtung recht breit und sind dann gegeneinander, ähnlich wie Zwillingslamellen, völlig geradlinig begrenzt. Genau dasselbe Verhalten des Olivin wird von F. Becke und E. Weinschenk an den sehr ähnlichen Vorkommnissen im Stubachthal[1]), ebenso von A. Lacroix[2]) in Lherzoliten der Pyrenäen beschrieben. An wenigen besonders wohlerhaltenen Gesteinstypen fehlen diese Druckerscheinungen fast ganz. Die Spaltrisse sind dann viel regelmässiger und es lässt sich deutlich eine feine Spaltbarkeit (nach 010) neben sehr groben Spaltrissen erkennen, wodurch die optische Orientierung ermöglicht wird: In Schnitten senkrecht zur positiven Bissectrix liegt die Axenebene stets senkrecht zur feinern Spaltbarkeit, während beim Austritt der negativen Bissectrix nur grobe Sprünge sichtbar sind. Dass das Mineral thatsächlich Olivin ist, beweisen neben diesen

1) F. Becke, Olivinfels und Antigoritserpentin aus dem Stubachthal, Min. petr. Mitt. 14, 271—76; 1894.

2) A. Lacroix, Etude minéralogique de la Lherzolite des Pyrénées, nouvelles archives du museum sér. III, tom. 6, 1894.

Eigenschaften auch das starke Gelatinieren des Gesteinspulvers nach Behandlung mit warmer Salzsäure sowie die chemische Bauschanalyse (s. u.).

Neben Olivin, in gewissen Schnitten nicht mit Sicherheit von diesem zu unterscheiden, tritt spärlich ein farbloser Pyroxen auf, der neben der prismatischen auch pinakoidale Spaltbarkeit zeigt. In Schnitten senkrecht zu den Spaltflächen (100) und (110) tritt eine optische Achse aus. Der Pyroxen ist also monoklin und zum Diallag zu stellen.

Erze finden sich in unregelmässigen, schwarzen, völlig undurchsichtigen Fetzen, die in der Boraxperle starke Chromreaktion zeigen. Es ist wohl Chromit. Seine Menge ist stets unbedeutend.

Einige Varietäten sind fast vollkommen frei von Erzen. Ebenso kann der Pyroxen ganz fehlen. Merkwürdigerweise ist der für diese Felsart sonst so charakteristische Pikotit nicht nachnachweisbar.

Das Gestein ist als Dunit zu bezeichnen. Der für Dunit charakteristische accessorische Gemengteil Chromit ist nur in geringer Menge vorhanden, Pikotit fehlt vollständig. Die diallaghaltigen Varietäten bezeichnen Übergänge zu Wehrlit.

Dunit und Wehrlit sind somit als das Ausgangsmaterial für die Bildung der Serpentingesteine des grössten Teiles der Geisspfadmasse anzusehen.

Olivin ist bisher im Geisspfadserpentin nicht nachgewiesen worden. Indessen sprach schon L. Duparc[1]) die Vermutung aus, dass der Serpentinbildung ein olivinhaltiges Gestein zu Grunde gelegen habe, was durch die Vorkommnisse am Rothorngrat bestätigt wird. Er nennt das hypothetische Gestein Lherzolit. In den Gesteinen vom Geisspfad konnte jedoch der für den typischen Lherzolit[2]) charakteristische Bronzit nirgends sicher konstatiert werden und auch Duparc selbst erwähnt ihn nicht.

Keines der beschriebenen Gesteine ist ganz frei von Umwandlungsprodukten. An den Grenzen der Olivinkörner beginnt die Serpentinisierung und schreitet von da ins Innere

---

[1]) L. Duparc et L. Mrazec, Note sur la serpentine de la vallée de Binnen. Bull. de la Soc. française de Minéralogie t. XVI, No. 8, 1894.

[2]) A. Lacroix, loco cit.

der Krystalle vor. Dabei entstehen aber nie echte Maschenstrukturen[1]). Das Serpentinmineral, das bei vollkommenerer Ausbildung die Eigenschaften des Antigorit zeigt und später beschrieben werden soll, tritt stets in geradlinig begrenzten Leisten mit dem Olivin in Berührung. Es schneidet aus dessen Rand, von allen Seiten eindringend, vollkommen frische und scharf begrenzte, radial gestellte Zacken aus. Diese merkwürdige Struktur scheint für die Umwandlung von Olivingesteinen in Blätterserpentin charakteristisch zu sein. Unverkennbar dasselbe beschreibt F. Becke am Olivinfels im Stubachthal[2]), ebenso E. Artini an Serpentinlagern in Kalkphyllit von Alagna im Val Sesia[3]).

Neben der Serpentinisierung erleidet der Olivin auch mechanische Umwandlung. Doch sind die zwei Arten der Umwandlung nicht notwendigerweise miteinander verbunden, sodass einerseits mechanisch völlig intakte Gesteine stark serpentinisiert sein können, während andrerseits ganz zerrüttete oft nur geringe Spuren von Serpentin aufweisen. Diese mechanische Umwandlung, als deren erste Stufe wohl die erwähnte Unregelmässigkeit im optischen Verhalten des Olivins zu betrachten ist, führt in ihrem weitern Verlauf zur vollständigen Zerstückelung einzelner Olivinindividuen und Bildung einer Art Mörtelstruktur. Die noch unversehrten grössern Olivinindividuen schwimmen dann gleichsam in der feinkörnigen Masse von Olivintrümmern und treten so porphyrartig hervor.

Nicht selten mengen sich in die feinkörnigen Partien kurzstengelige Aggregate eines Hornblendeminerals. Der Amphibol ist ganz farblos und zeigt in Schnitten senkrecht zur optischen Normalen 13°—15° Auslöschungsschiefe. Ihm scheint das Gestein jenen feinen Seidenglanz zu verdanken, der oft im

---

1) Das Zurücktreten der Maschenstruktur, das mit der Ausbildung von Antigoritserpentin zusammenhängt, ist in den Serpentingesteinen der Alpen offenbar eine weit verbreitete Erscheinung. Vgl. darüber: E. Weinschenk, Über Peridotite und die aus ihm hervorgegangenen Serpentingesteine, Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, Abh. d. k. bayr. Akad. d. W. II. Klasse; XVIII. Bd.; III. Abt. 1894.

2) F. Becke, loco cit.

3) E. Artini e G. Melzi, Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia 1900.

Handstück bemerkt wird. Der Umstand, dass der Amphibol namentlich in stark gequetschten und gleichzeitig stark serpentinisierten Teilen des Gesteins auftritt, spricht für sekundäre Entstehung desselben. Dass aus pyroxenhaltigem Olivinfels sich nicht selten sekundärer Amphibol (Tremolit und Strahlstein) bildet, haben namentlich Untersuchungen von F. Becke an Serpentinen des Niederösterreichischen Waldviertels dargethan[1]).

Ein weiteres höchst auffälliges Umwandlungsprodukt ist den massigen Gesteinen vom Rorthorngrat mit den meisten Varietäten des Geisspfadserpentins gemeinsam: Da und dort trifft man als rundliche Flecken im Schliff, ganz besonders häufig auch als kranzförmige Einfassung der Eisenerze eine dichte, schwach grünlich durchsichtige Masse, die bei gekreuzten Nicols meist gänzlich isotrop erscheint. L. Duparc bezeichnet sie als »matière colloïde«, ohne über deren mineralogische Natur sich bestimmt zu äussern.

Beim Studium zahlreicher Schliffe ist eine gewisse Beziehung dieser Substanz zu Chlorit nicht zu verkennen. Oft sind ihr Chloritschüppchen von negativer Doppelbrechung der Längszone eingelagert, während sonst im Gestein Chlorit selten auftritt. Ferner aber lässt sich die scheinbar isotrope Masse in manchen Fällen durch Anwendung von Blättchen mit Rot erster Ordnung bei starker Vergrösserung in Aggregate sehr schwach polarisierender Schüppchen auflösen, deren optischer Charakter mit dem der als Chlorit erkennbaren Schüppchen übereinstimmt, dem des Antigorit entgegengesetzt ist. Auch zeigt die »isotrope Substanz« häufig jene tiefblauen Interferenzfarben niederster Ordnung, die am Chlorit so oft beobachtet werden. Grössere Massen der Substanz sind als dunkle Flecken auch makroskopisch erkennbar und können vom Gestein losgebrochen werden. So gewonnenes Material zeigt sich vor dem Löthrohr unschmelzbar und blättert etwas auf. Seine Härte ist gering, unter 3. Alles dies macht es wahrscheinlich, dass eine chloritartige, mikrokrystalline oder amorphe Substanz vorliege.

---

[1]) F. Becke, Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Mitt. IV; p. 348; 1882.

Eines dieser massigen Gesteine, in dem der Pyroxen sicher nachgewiesen ist, hat folgende chemische Zusammensetzung[1]:

SiO_2	=	41,65 %
Al_2O_3	=	1,47 %
Fe_2O_3	=	2,03 %
Cr_2O_3	=	Spur
FeO	=	6,49 %
CaO	=	1,72 %
MgO	=	42,26 %
H_2O	=	3,82 %
		99,44 %

Die Zusammensetzung des Gesteins stimmt mit der mancher Olivine wohl überein. Es steht dies im Einklang mit dem mikroskopischen Befund, nach welchem ein wesentlich aus Olivin bestehender Dunit vorliegt. Von Wehrlit weicht das Gestein, trotzdem darin, freilich in unbedeutender Menge, Diallag nachgewiesen ist, durch den geringen Gehalt an Al_2O_3 und CaO beträchtlich ab.

2. Flasrige Dunite.

Die übrigen Gesteine im Centrum des Massivs sind der mineralogischen Zusammensetzung nach von den beschriebenen Gesteinen des Rothorngrates nicht wesentlich verschieden. Sie erhalten nur durch die weiter vorgeschrittene Dynamometamorphose ein etwas abweichendes Aussehen, indem sich deutliche Flaserstruktur entwickelt. Der Querbruch zeigt auf mattgrauem Grunde fast immer zahlreiche dunkle, augenförmige Flecken, die aus der isotropen Substanz bestehen. Die Ebene der Flaserung hat einen fettigen Glanz.

Die Gesteine von diesem Typus bilden die Hauptmasse des Rothorns sowie der weiten Felsenmulde im Süden der Geisspfadpasshöhe.

Das Mikroskop lässt eine weitgehende Zerstückelung der ursprünglichen Bestandteile erkennen. Grössere, bestimmbare

[1]) Analysiert von Dr. Hinden, im mineralogischen Institut der Universität Basel.

[2]) Vgl. H. Rosenbusch, Elemente der Gesteinslehre 1898.

Olivinindividuen sind seltener. Dagegen treten in grösserer Menge die sekundär gebildeten Mineralien wie Antigorit und Tremolit sowie die isotrope Substanz auf.

Ganz besonderes Interesse bietet in einigen Varietäten das Verhalten des serpentinartigen Zersetzungsproduktes. Wie gewöhnlich bildet es auch hier schwach grünlich durchsichtige Partien zwischen den einzelnen Olivinkrystallen und greift, ähnlich wie der Antigorit, zahnförmig in deren Ränder ein. Bei gekreuzten Nicols gewahrt man jedoch keine Spur von dem sonst so auffallenden bläulich polarisierenden Antigorit. Die Masse bleibt in jeder Stellung vollkommen dunkel. Es liegt also hier eine isotrope Substanz vor, die den Antigorit morphologisch in seiner Eigenschaft als Umwandlungsprodukt des Olivingesteins ersetzen kann, also in derselben Form der Gesteinsstruktur auftritt wie Antigorit und auch in den übrigen Eigenschaften, Farbe und Lichtbrechung mit ihm übereinstimmt. Diese isotrope Masse ist also offenbar eine dem Antigorit sehr nahestehende, vielleicht mit ihm identische Substanz.

Nun haben wir aber, wie oben erwähnt unter den im Dunit auftretenden Umwandlungsprodukten auch isotrope Massen, die in der Form von rundlichen, zusammenhängenden Partien auftreten und die in inniger Beziehung stehen zu Chlorit. Es ist vielleicht gerechtfertigt, diese beiden Erscheinungsformen optisch isotroper Substanz, d. h. die mit Chlorit verbundenen, zusammenhängenden Partien einerseits und die strukturell dem Antigorit analogen Massen andrerseits als ein und dieselbe Substanz anzusehen und sie als einfach lichtbrechendes Zwischenglied zwischen dem optisch positiven Chlorit und dem optisch negativen Antigorit[1]) aufzufassen.

3. Die Fleckenserpentine.

Ein von den bisher genannten Typen sehr verschiedenes Aussehen haben Gesteine, die in mässiger Entfernung vom Kontakt am Fleschenhorn und Schwarzhorn, an den Hügeln

[1]) Über die nahe Verwandtschaft von Chlorit und Serpentin und die gleichartigen Eigenschaften der »dichten« Ausbildungsformen beider Mineralien vgl. G. Tschermak, Die Chloritgruppe, Sitzungsber. der kais. Akad. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. XCIX, 1890, pag. 253 ff.

nordwestlich des Sees und besonders typisch in den Schutthalden des Val Deserta angetroffen werden. Die Farbe ist infolge der vorgeschrittenen Serpentinisierung tief grün. Helle Partien geben dem Gestein oft ein fleckiges Aussehen. Diese Flecken werden in einem Falle durch seidenglänzenden, farblosen Amphibol bedingt, der sich in einzelnen Nestern, oft kranzförmig um die Erze anhäuft. So namentlich bei Varietäten im Val Deserta. In andern Fällen, hauptsächlich auffällig an Gesteinen vom Fleschenhorn und Schwarzhorn, sind die hellen Flecken von feinen grünen Adern maschenförmig durchzogen und erweisen sich unter dem Mikroskop als die zertrümmerten, von Serpentinadern durchzogenen Reste primärer Gesteinskomponenten, wesentlich wohl Pyroxen.

Das Serpentinmineral, das hier in zusammenhängenden Massen auftritt und den Hauptgemengteil des Gesteins darstellt, bildet oft wohlausgebildete, der optischen Untersuchung zugängliche Blättchen. Ihre Durchschnitte löschen gerade aus und zeigen parallel der Längsrichtung immer die kleinere optische Elastizität, also positiven Charakter der Hauptzone. Ein Teil der Durchschnitte weist parallel der Längsrichtung verlaufende, sehr feine Spaltrisse auf. In diesem Falle tritt entweder die optische Normale oder die positive Bissectrix (*c*) aus, und zwar steht die Axenebene auf den Spaltrissen senkrecht. Durchschnitte mit minimaler Doppelbrechung zeigen keine Spaltrisse und lassen den Austritt einer negativen, spitzen Bissectrix mit ziemlich kleinem Axenwinkel erkennen. Die Axenebene liegt hier parallel der Längsausdehnung der Durchschnitte. Das Mineral spaltet also in Blättchen, auf denen die spitze, negative Bissectrix senkrecht steht. Es sind dies die Eigenschaften des Antigorit. A. Lacroix[1]), der in der Lage war, die optischen Eigenschaften des Antigorit an isolierten Krystallen zu studieren, hat die Ebene der besten Spaltbarkeit als 100, die einer zweiten, am vorliegenden Antigorit nicht wahrnehmbaren Spaltbarkeit, parallel welcher die optische Axenebene liegt, als 010 angenommen. Demnach sind die einzelnen Individuen unseres Antigoritaggregates als makropinakoidale, in der Richtung der c-Achse verlängerte Blättchen aufzufassen.

---

[1]) A. Lacroix, l. c. pag. 248.

Die Art der Aggregation der Antigoritblättchen bedingt auch hier jene bekannte netzartige Struktur, die in alpinen Blätterserpentinen weit verbreitet ist und zuerst von R. Drasche[1]) beschrieben und treffend abgebildet wurde.

Als deutlich sekundäre Bildung erscheint der farblose Amphibol, der sehr oft in diesen randlichen Teilen, sowie in den Gipfelgesteinen von Rothorn, Grampielhorn und Pzo. Fizzo makroskopisch erkennbar ist. Diese Gipfelpartien bilden eine Zone sehr intensiv gequetschter Gesteine, die Amphibol in auffallender Menge führen. Besonders charakteristisch für die Art seines mikroskopischen Auftretens ist das Gipfelgestein vom Grampielhorn. Bis über Millimeter grosse, vollkommen frische und idiomorph ausgebildete Krystalle zerschneiden scharf die Zertrümmerungsprodukte der primären Gemengteile, von denen sie gelegentlich auch Teile als Einschlüsse enthalten. Im Gipfelgestein des Rothorn erreichen die Amphibolkrystalle bis 1 cm. Länge, und man kann von blossem Auge konstatieren, wie ihre einheitlich glänzenden Spaltflächen ununterbrochen durch die fein gefältelten Serpentinblättchen setzen. Die Eigenschaften des Amphibols sind stets dieselben: Absolute Farblosigkeit, nur prismatische Ausbildung, c zu c etwa 15°. Da mikrochemisch keine Thonerde und keine Alkalien nachgewiesen werden konnte, gehört diese Hornblende offenbar zur Aktinolith-Tremolit-Reihe.

Etwas häufiger als Centrum trifft man im Serpentin der Randzone Reste von Pyroxen. Derselbe ist oft noch recht frisch und stets farblos. Schnitte annähernd senkrecht zur c-Axe zeigen immer den Austritt einer optischen Axe. Pinakoidalspaltbarkeit ist nicht überall vorhanden. Die Auslöschungsschiefe auf 010 geht bis gegen 40°.

Grössere Pyroxenkrystalle, die regelmässig Diallagspaltung zeigen, haben meist ein bestäubtes Aussehen. Häufig entwickelt sich bei ihrer Zersetzung prachtvolle Gitterstruktur, indem sich auf den Prismenspaltflächen zwei sich kreuzende Systeme parallel geordneter Antigoritblättchen herausbilden. Parallel der Pinakoidspaltung scheiden sich oft Eisenerze aus.

---

[1]) R. v. Drasche, Über Serpentine und serpentinähnliche Gesteine, Tscherm. min. Mitt. Heft 1, 1871,




1817
ARTES
VERITAS
SCIENTIA
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE

Amphibol nur in Verbindung mit den Serpentinadern auftritt. Es sind wohl vielmehr alle diese Mineralbildungen auf den Spalten des Diallag als dessen Umwandlungsprodukte anzusehen. Dieser zerfällt demnach direkt in Serpentin resp. Chlorit, Eisenerze und Tremolit.

Die chemische Zusammensetzung des Diallag mit Einschluss der genannten Umwandlungsprodukte ist folgende[1]:

SiO_2 = 46,30 %
Al_2O_3 = 5,27 %
Fe_2O_3 = 2,59 %
FeO = 2,92 %
CaO = 17,30 %
MgO = 22,42 %
H_2O = 4,02 %
100,82 %

Die Analyse lässt sich folgendermassen berechnen: Als Bestandteile des frischen Diallags finden wir in Prozenten die Verbindungen:

$CaSiO_3$ = 35,82 %
$MgSiO_3$ = 21,85 %
$(FeMg)(FeAl)^2SiO^6$ = 13,69 %

Als Zersetzungsprodukte des Diallages hätten wir chloritische Substanzen, die in Prozenten den zwei folgenden Verbindungen entsprechen dürften:

$H^4Mg^3Si^2O^9$ = 27,69 %
$H^4MgAl^2SiO^9$ = 3,01 %

Alle Fehler wurden auf SiO^2 gehäuft, wobei sich ein Fehlbetrag an SiO^2 von 1,3 % herausstellte.

5. Blätterserpentine.

Unmittelbar vor der Serpentingrenze wird die Schieferung m Gestein so stark, dass Gebilde entstehen, die auch nach ihrem makroskopischen Aussehen mit gutem Grund Blätter-

[1]) Anal. von Dr. Hinden im mineralogischen Institut der Universität Basel.

serpentine[1]) genannt werden können. Die Blattflächen sind stets der Grenzfläche von Gneiss und Serpentin parallel gerichtet. Mikroskopisch giebt sich der Übergang vom massigeren Serpentin zum Blätterserpentin so zu erkennen, dass die einzelnen Antigoritblättchen mit der Fläche ihrer besten Spaltbarkeit (100) sich der Schieferung parallel legen und zu einer einheitlich polarisierenden Masse verschmelzen. Spaltblättchen nach der Schieferung im Gestein liefern daher immer Antigoritschnitte, die den Austritt einer spitzen, negativen Bissectrix mit sehr variablem, doch stets kleinem Axenwinkel zeigen. Von andern Mineralien finden sich im Blätterserpentin neben seltenen Pyroxenresten vorzugsweise Tremolit, da und dort auch etwas Calcit. Eisenerze treten bald als unregelmässige Fetzen, bald als in Oktaedern auskrystallisierter Magnetit auf.

Mit diesen Blätterserpentinen eng verbunden finden sich nahe der Grenzzone gegen Gneiss häufig typische Chloritschiefer. Dieselben enthalten, genau so wie die bekannten Chloritschiefer aus dem Pfitschthal, Magnetitoktaeder, die bis über 1 cm. gross werden. In Borax- und Phosphorsalzperlen geben sie nur Eisenreaktion, während andere Eisenerzausscheidungen in den peripheren Zonen stark chromhaltig sind.

Im Geröll, an der Südwand des Schwarzhorns fand ich faustgrosse Erzstücke von Chromeisenstein. Ihre qualitative Prüfung ergab Eisen, Chrom und etwas Aluminium.

6. Die Gesteine der Grenzzone.

Zwischen dem Blätterserpentin und dem Gneiss ist im ganzen Umkreis des Massivs eine schmale Zone Amphibolreicher Gesteine ausgebildet. Durch ihre leichte Zerstörbarkeit veranlassen sie namentlich an steilen Wänden häufig

[1]) Es sind sehr wahrscheinlich gerade diese Blätterserpentine vom Geisspfad, die zur Entstehung des Namens »Antigorit« Veranlassung gegeben haben. E. Schweizer, der diese Benennung für Blätterserpentine aus dem Antigoriothale einführte (Uber den Antigorit ein neues Mineral, Pogg. Annalen 1840), kannte keinen genauern Fundort. Das Material stammt daher wohl aus Geschieben und Findlingen von Geisspfadserpentin, die im Antigoriothal sehr häufig sind.

schmale Nischen zwischen Serpentin und Gneiss und erleichtern so den Zugang zur Kontaktlinie. Die Mächtigkeit dieser Zwischenbildungen variert zwischen wenigen Decimetern und mehreren Metern. Am ausgedehntesten sind sie an der Nordgrenze, zwischen dem Passweg und dem Wasserfall, den der Abfluss des Zusees bildet. Das Gestein wird hier fast ausschliesslich von grüner Hornblende gebildet. Sie zeigt auf 010 18^0—20^0 Auslöschungsschiefe; ihr Pleochroismus ist $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = grün, $\mathfrak{c}$ = bläulichgrün. Hie und da finden sich Körner von Epidot eingestreut. Die Zusammensetzung des Gesteins ist folgende: $SiO_2 = 39{,}05\,\%$; $TiO_2 = 0{,}85\,\%$; $Al_2O_3 = 21{,}38\,\%$; $Fe_2O_3 = 6{,}16\,\%$; $FeO = 4{,}45\,\%$; $CaO = 18{,}25\,\%$; $MgO = 7{,}84\,\%$; $H_2O = 1{,}74\,\%$; Summe = 99,72 %[1]).

Echte Prasinite sind an der Serpentingrenze ob Devero entwickelt, indem sich dort zu Hornblende und Epidot noch Plagioklas gesellt. Die Komponenten des Gesteins sind: Hornblende, Epidot, Plagioklas, Chlorit, Titanit resp. Leucoxen und Rutil.

Die Hornblende hat ca. 15^0 Auslöschungsschiefe auf 010. Der Pleochroismus ist $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ = grün, $\mathfrak{c}$ = bläulichgrün.

Der Chlorit durchschneidet in grossen Tafeln (bis 4 mm.) die übrigen Gemengteile. Er ist für senkrecht 001 schwingendes Licht schwach grünlich, parallel 001 farblos durchsichtig. Die Doppelbrechung ist nicht unbedeutend, von positivem Charakter. Der Axenwinkel ist variabel, meist jedoch um 10^0. Die geringe Auslöschungsschiefe ist deutlich erkennbar an den etwas verschieden auslöschenden Zwillingslamellen, die in Schnitten senkrecht 001 sichtbar werden.

Plagioklas, Epidot und die Titanmineralien verhalten sich wie in den Prasiniten der Kalkschiefermulden, mit denen das Gestein auch in der Struktur Ähnlichkeit hat.

Die Grenze zwischen diesem Prasinit und dem Serpentin ist sehr scharf. Kaum 100 Meter östlich vom Passweg findet man sie vorzüglich aufgeschlossen. Der Blätterserpentin wird unmittelbar vor der Berührungsstelle aussergewöhnlich Tremolit-reich. Die über cm. langen, glänzenden Prismen durchschiessen das Gestein nach allen Richtungen und

---

[1]) Analyse ausgeführt von Dr. Hinden.

verdrängen den Serpentin schliesslich fast ganz. Die Tremolitanreicherung erfolgt in einer nur etwa 10 cm. dicken Schicht. Nach unten stösst dieselbe scharf an einer 2—3 cm. dicken Lage von Pyroxen ab. Das Mikroskop lässt zwischen Tremolit und Pyroxen meist eine feine Schicht von zermalmter Mineralsubstanz, allem Anschein nach Pyroxen, erkennen. Wo diese Schicht fehlt, treten Tremolit und Pyroxen in direkte Berührung, wobei sich ersterer idiomorph verhält und bisweilen Pyroxenstücke einschliesst. Der Pyroxen zeigt deutliche Diallagspaltung. Er erscheint makroskopisch als ein schwach grünliches bis farbloses Band, das seinerseits dem hier etwa 50 cm. mächtigen Prasinit auflagert.

Einen etwas andern Charakter zeigen die Grenzbildungen zwischen Serpentin und Gneiss an zwei Stellen des Nordrandes, wo der Kontakt ebenfalls sehr schön aufgeschlossen ist. Die eine Stelle liegt an der steilen Ostseite des Gletschers, der Schwarzhorn und Fleschenhorn trennt, etwa in 2700 m. Höhe, die andre direkt unterhalb des kleinen Hängegletschers an der Nordwand des Schwarzhorns. Hier fehlt der Prasinit. Hornblendegestein ist zwar auch vorhanden. Doch bildet die Hornblende das Gestein entweder ganz allein, so in unmittelbarer Berührung mit dem Gneiss, oder sie ist in Chlorit eingebettet; dies namentlich gegen den Serpentin zu, mit dem der Chlorit in direktem Zusammenhang steht. Auch die Eigenschaften der Hornblende sind etwas andere als im Prasinit. Sie ist sehr dunkel gefärbt, erscheint im Handstück fast schwarz. Im Pleochroismus treten die blauen Töne der Axe $\mathfrak{c}$ zurück, $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{b}$ erscheinen fast gleich grün. Die Auslöschungsschiefe auf 010 ist auffallend gross. Sie wurde im Schliff und im Kleinschen Drehapparat übereinstimmend zu 21^0—22^0 gemessen[1]).

Die Grenze zwischen dem schwarzen Hornblendegestein und dem hellen Gneiss ist auch hier ganz scharf und auf weite Distanz sichtbar. Bei dem östlichen der zwei Aufschlüsse machen sich Wirkungen eines Druckes in der Streichrichtung des Kontakts geltend, indem die schwarz-weisse Kontaktlinie hier in zierliche, etwa metergrosse Falten gelegt ist.

---

[1]) Diese hohen Werte von c : $\mathfrak{c}$ sind den dunkeln, in Chlorit eingebetteten Hornblenden verschiedener Kontaktstellen gemeinsam.

Gegen den Kontakt hin sind auch im Gneiss gewisse Veränderungen zu beobachten. Der normale Gneiss, der vorwiegend aus Plagioklas und farblosem Glimmer besteht, nimmt in der Serpentinnähe einen gelbgrünen Pyroxen (Diopsid) auf, der an Grösse und Anzahl gegen den Kontakt hin zunimmt, so dass dicht an der schwarzen Hornblende ein etwa 1 cm. breites hellgrünes Band entsteht, das fast nur aus Pyroxen gebildet ist. Die Grenze von Serpentin und Gneiss wird also hier durch die Berührungsfläche der beiden Minerale Hornblende und Pyroxen markiert. Die Scheidung der beiden ist auch unter dem Mikroskop eine vollständige. Die Hornblende tritt gegenüber dem Pyroxen auch hier idiomorph auf.

Von Eigentümlichkeiten des Gneisses in der Kontaktnähe möge noch erwähnt werden seine auffaliend weisse Farbe und etwas zuckerkörniges Aussehen. Bisweilen wird er von Streifen grosser, schwarzer Hornblende durchzogen.

Höchst auffällige Gesteine weist der Kontakt südwestlich des Pzo. Fizzo, direkt nördlich des Pzo. Stange 2417 m. auf: In der schneeweissen Hauptmasse eines zwischen Serpentin und Gneiss liegenden Gesteines sind schwarze Krystallnadeln und hie und da gelbliche Körner zerstreut.

Das weisse Mineral ist Plagioklas. Die nähere Bestimmung ergab folgende Daten:

1. Bei polysynthetischen Zwillingen nach dem Albitgesetz geben Schnitte senkreckt 010 bei Austritt der negativen Bissectrix 8^0—10^0 Auslöschungsschiefe im stumpfen Winkel 010 : 001.

2. Schnitte senkrecht zu $\mathfrak{c}$, 13^0—17^0 Auslöschungsschiefe bezogen auf die Trace der basalen Spaltbarkeit.

3. Schnitte senkrecht zu $\mathfrak{a}$, 7^0—8^0 Auslöschungsschiefe bezogen auf die Kante 010 : 001.

Der Feldspath ist demnach Oligoklas-Albit.

Die dunkeln Nadeln sind dunkelgrüne Hornblende. Ihr Pleochroismus ist $\mathfrak{a}$ = gelblich, $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ wenig verschieden tiefgrün. Die Auslöschungsschiefe auf 010 beträgt 15^0 bis 17^0.

Die gelben Körner sind Titanit. Als solchen charakterisiert sie die äusserst hohe Licht- und Doppelbrechung, der

kleine Axenwinkel um die positive Bissectrix und die starke, sehr deutliche Dispersion $\varrho > v$.

Dieses Gestein wird gegen den Serpentin hin von einem fast schwarzen Hornblendeschiefer überlagert. Die Hornblende ist hier die gleiche wie in dem feldspathaltigen Gestein. Auch der Titanit findet sich in grosser Menge in rautenförmigen Krystalldurchschnitten. Der Feldspath fehlt gänzlich. Dagegen wird das Hornblende-Titanitgemisch häufig von grossen, bis 6 cm. langen sechsseitigen Prismen eines farblos-weissen Minerals durchdrungen. Leichtlöslichkeit in Säuern und Phosphorreaktion neben den optischen Eigenschaften im Dünnschliff bestimmen dasselbe als Apatit.

Das feldspathaltige dieser beiden Gesteine ist wohl als Gneiss aufzufassen. Seine ungewöhnliche mineralogische Zusammensetzung dürfte mit der Nähe des Serpentins in Zusammenhang stehen.

7. Gänge, Einschlüsse und Mineralbildungen auf Klüften im Serpentin.

Dass das Muttergestein des Serpentins wie manche andere Peridotitmassen[1]) auch von Gabbrogängen durchzogen war, machen granathaltige Prasinite wahrscheinlich, die lagenförmig mitten im Serpentin des Fleschenhorns sich finden.

Bisweilen trifft man hellgefärbte Einschlüsse im Serpentin, die unter dem Mikroskop als ein Gemenge von Granat und Pyroxen erkannt werden, das hornfelsartige Struktur zeigt.

Auf der nördlichen Seite des Fleschenhorngrates unweit seines östlichen Endes fanden sich auf Spalten in den hellen Einschlüssen neben Granat hahnenkammartig gekrümmte Krystalle von Prehnit auskrystallisiert. Als Prehnit kennzeichnen das Mineral folgende Eigenschaften: Es ist in H Cl unlöslich, nach dem Glühen zersetzbar unter Abscheidung von Kieselgallerte, wird blau beim Glühen mit Kobaltsolution und schäumt vor dem Löthrohr auf. Die Spaltblättchen (001) zeigen spitze, positive Bissectrix.

[1]) Vgl. T. Bonney, Notes on some Ligurian and Toscan serpentines, Geol. Magazine 1879 (2) VI, No. 182, 362—70.

Die Spalten und Klüfte im Serpentin sind bisweilen durch schöne Mineralbildungen ausgezeichnet. In Blöcken des Maniboden fanden sich grosse Penninkrystalle von prismenartiger Gestalt eingebettet in derbem Olivin als Spaltenausfüllung. An regelmässig gebildeten Individuen erkennt man die Form eines äusserst steilen Rhomboeders, das aber wegen der rauhen Streifung der Flächen nicht messbar ist. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig, von negativem Charakter. Spaltblättchen lassen im convergenten Licht ein verschwommenes Axenkreuz erkennen, das erst bei $^1/_2$ bis 1 mm. dicken Platten deutlich wird. Man bemerkt dann eine schwache Öffnung des Kreuzes entsprechend einem Axenwinkel von etwa 5^0. Die deutliche Dispersion ist $\varrho < v$.

Penninkrystalle vom Geisspfad werden schon von Kenngott[1]) erwähnt. Ebenso das Vorkommen von grünen Granaten, die in einzelnen Krystallen oder rosettenförmigen Krystallaggregaten dem Serpentin aufsitzen.

Neue Mineralfundstellen wurden aufgeschlossen durch die technische Ausbeutung des Serpentinasbest, der häufig in den randlichen Partien senkrecht zur Schieferung verlaufende Klüfte auskleidet. In den Minen zwischen Marienbiel und dem Passweg wurden aus dem Asbest schön ausgebildete Titanit- und Granatkrystalle ausgegraben. Herr Otto Schär aus Basel hatte die Güte mir davon reichliches Material zur Verfügung zu stellen.

Die Titanitkrystalle haben eine grüngelbe Farbe und werden in kleinen Individuen fast ganz durchsichtig. Ihre Form ist spitzlanzett durch Kombination der Flächen P (111) und ∞ P (110). Die Prismenkante wird bisweilen abgestumpft durch ∞ P̄ ∞ (100). Die Kante zwischen der Pyramide und dem Prisma ist stets etwas gerundet. Scharf ausgebildete Krystalle geben einen isolierten Reflex, der mit 111 etwas wechselnde Winkel bildet; der beste Reflex gab 10^0 18, also annäherungsweise den Winkel der Fläche 2 P (221), der nach der Rechnung 9^0 40 beträgt.

Der Granat bildet entweder runde, grüne Körner, die mit verworrenfasrigem Asbest gemischt zu bis faustgrossen

---

[1]) Kenngott, Die Mineralien der Schweiz 1886, p. 158.

Knollen zusammentreten, oder aber er tritt in vollkommen ausgebildeten Krystallen auf, die parallelfasrigem Asbest eingelagert sind. Die Krystallform ist das Rhombendodekaeder in meist idealer Ausbildung. Die vollkommene Durchsichtigkeit bei grüngelber Farbe und der prachtvolle Diamantglanz verleihen dem Mineral die Eigenschaften eines Edelsteins. Doch übersteigt die Grösse kaum 2 mm.

Zur chemischen Untersuchung wurden Granatkörner durch Auslese und Schlämmen und nach dem Pulverisieren in Thouletscher Lösung vom Asbest gereinigt. Das so erhaltene Material enthält nach der von Dr. Hinden im mineralogischen Institut der Universität Basel ausgeführten Analyse folgende Bestandteile:

		Theoretischer Kalkeisengranat
SiO_2	= 35,30 %	35,45
Al_2O_3	= 0,79 %	—
Fe_2O_3	= 30,86 %	31,49
FeO	= —	—
CaO	= 33,10 %	33,06
MgO	= Spur	
Glühverlust	= 0,10 %	
	100,15 %	

Die Zusammensetzung entspricht fast genau der des theoretischen Kalkeisengranatmoleküls. Ähnlich reine Kalkeisengranaten sind von der Rympfischwänge am Findelengletscher bekannt[1]). Auch diese lagern im Serpentinasbest. Ebenso ist der als Edelstein geschätzte »Demantoid« von Syssertzk am Ural nach den Darstellungen von A. Lösch[2]) in Zusammensetzung und Vorkommen mit dem Kalkeisengranat vom Geisspfad identisch.

---

1) Kenngott, Die Minerale der Schweiz pag. 131. Analyse von Merz (Naturforschende Gesellschaft Zürich 1861, 6, Heft 4).

2) Lösch, Über Kalkeisengranat (Demantoid) von Syssertzk am Ural, Jahrb. f. Min. 1879.

Zusammenfassung.

Der Geisspfadserpentin tritt an seiner ganzen Peripherie nur mit Gneiss in Berührung. Er bildet eine muldenförmige Einlagerung zwischen einem »liegenden« und einem »hangenden« Gneiss, die sich beim Auskeilen des Serpentins in seiner Streichrichtung gegen Westen zu ein und derselben Gneissmasse vereinen. In den östlichen Teilen des Serpentinmassivs ist der »hangende« Gneiss erodiert.

Die Möglichkeit, dass der Serpentin aus den mesozoischen Kalkphylliten stamme und mechanisch von denselben getrennt worden sei, erscheint bei der mannigfaltigen Durchdringung von Gneiss und Kalkphyllit am Cherbadung nicht ausgeschlossen. Doch liegen keinerlei zwingende Beweise dafür vor. Die Thatsache, dass die Serpentinmasse nur mit Gneiss in Berührung tritt, dass sie linsenartig dem Gneiss eingelagert ist und dass dieser in der Nähe des Serpentins die beschriebenen Umwandlungserscheinungen zeigt, bestimmen mich vielmehr, den Serpentin resp. dessen Muttergesteine als eine Eruptivmasse anzusehen, die in den Gneiss, der sie jetzt noch umgiebt, injiziert worden ist.

Das Gestein, aus dem die Serpentingesteine des Geisspfad sich bildeten, ist hauptsächlich Dunit. Gegen die Peripherie des Massivs weist derselbe einen steigenden Gehalt an Diallag auf, was sich in der chemischen Zusammensetzung der Gesteine durch Zunahme des Al_2O_3- und CaO-gehaltes, Abnahme des MgO-gehaltes kundgiebt. Endglieder dieser Reihe liegen in einzelnen Vorkommnissen von Diallagit vor.

Der Grad der Umwandlung der ursprünglichen, im Centrum noch erhaltenen Gesteine nimmt gegen den Kontakt hin zu. Die Umwandlung bezieht sich auf Struktur und Mineralbestand.

Die strukturelle oder mechanische Umwandlung zeigt sich in ihrem fortschreitenden Verlauf in folgenden Erscheinungen: Störungen im optischen Verhalten des Olivin. Zertrümmerung der primären Mineralien. Bildung von Mörtelstruktur, von Flaserstruktur, und endlich, im Verein mit der mineralogischen Umwandlung, von Blätterserpentin.